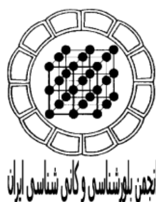
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۲۹ تا ۴۴



سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و دگرگونی‌های ماگمایی و زمین‌پویایی سنگ‌های آتشفشانی جنوب اردبیل (شمال غرب ایران)

مهتا قدیمی، نعمت اله رشیدنژاد عمران*، محمدرضا قربانی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۲/۱۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۱۵)

چکیده: منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران، جنوب استان اردبیل و در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد. فازهای مهم آتشفشانی در منطقه بر اساس سن‌سنجی K-Ar انجام شده، شامل چهار توالی ائوسن (تراکی آندزیت لوسیت‌دار) ، اولیگوسن (بازالت-آندزیت بازالتی)، میوسن (آندزیت بازالتی-تراکی آندزیت بازالتی) و تراکی داسیت-ریولیت هستند. توالی ائوسن ماهیت شوشونیت و توالی‌های اولیگوسن و میوسن ماهیت اهکی قلیایی تا اهکی قلیایی پرپتاسیم دارند. هر سه توالی در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، فروافتادگی Nb-Ti-Ta، تهی شدگی در Y,Yb,Ti و غنی شدگی در Rb,Ba,K,Th نشان می‌دهند. به احتمال بسیار، شکست صفحه فرورونده نئوتتیس و در نتیجه ایجاد پنجره سست کره ای در تسهیل فرایند ذوب بخشی باعث ذوب بخشی گوشته سنگ کره‌ای قاره‌ای دگرنهاده و تشکیل توالی آتشفشانی ائوسن- اولیگوسن شده است. منبع گرما برای آتشفشان‌های میوسن-کواترنری نیز به دلیل بالا آمدن سست کره ناشی از لایه لایه شدن سنگ کره ایجاد شده است. صعود آستنوسفر و افزودن مداوم مذاب‌های مشتق شده از گوشته باعث تشکیل ماگمای فلسیک منطقه در میوسن میانی شد. با این بررسی، درک خود از ماهیت، خاستگاه و تکامل ماگمایی سنگ‌های ماگمایی شمال غرب ایران، که در معرض محیط‌های زمین پویایی هستند، را بهبود می‌بخشیم.

واژه‌های کلیدی: *البرز-آذربایجان؛ شکست صفحه فرورانش؛ آهکی قلیایی؛ شوشونیت؛ دگرنهادی.*

مقدمه

ایران به عنوان بخشی از سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا، دارای تاریخچه زمین‌ساختی پیچیده‌ای است که مهمترین ساختار زمین‌ساختی ماگمایی آن طی بسته‌شدن شاخه‌هایی از اقیانوس نئوتتیس در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک شکل گرفته است [۱-۳]. رخنمون‌های آتشفشانی و نفوذی در فعالیت ماگمایی شمال غرب ایران با نامه البرزغربی (تالش)، ارسباران و ادامه شمال غربی ارومیه-دختر معرفی می‌شود [۴-۷].

در کرتاسه، بخش شمال نئوتتیس (سنگ کره دریای سیاه) شروع به فرورانش به زیر قطعه‌های پیوسته قفقاز و ارمنستان کرده است. در فرورانش بخش شمالی نئوتتیس، دریای اژه نیز به عنوان باقیمانده نئوتتیس با شیب بالایی به زیر قطعه آناتولی فرورانش داشته است [۸]. شکاف برداشتن صفحه‌ی آذربایجان در پایان کرتاسه سبب انتقال و جابه‌جایی منطقه شده، و از شمال به جنوب و نیز ویژگی‌های قلیایی سنگ‌های آتشفشانی، شاهدی بر باز شدن و تکامل حوزه پشت قوس در شرق کمان ماگمایی ارمنستان است [۹]. در الیگوسن پسین، یک مرحله فشارشی (با راستای شمال-شمال شرقی به جنوب-جنوب غربی) مقدمه‌ای بر چین‌خوردگی قفقار بوده است، که این امر سبب فشار وارد شده بر صفحه آذربایجان شده، این قطعه را در راستای شمال-شمال شرق حرکت داده و آن را با رشته کوه-های تازه چین خورده البرز همسایه کرده است [۱۰]. فرورانش به سمت شمال شاخه شمالی صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای اوراسیا با فراورده‌های ماگمایی نوع قوسی تایید می‌شود که در کرانه جنوبی اوراسیا از آذربایجان، تالش، رشته‌کوه‌های البرز غربی- مرکزی و قفقاز کوچک در شرق تا

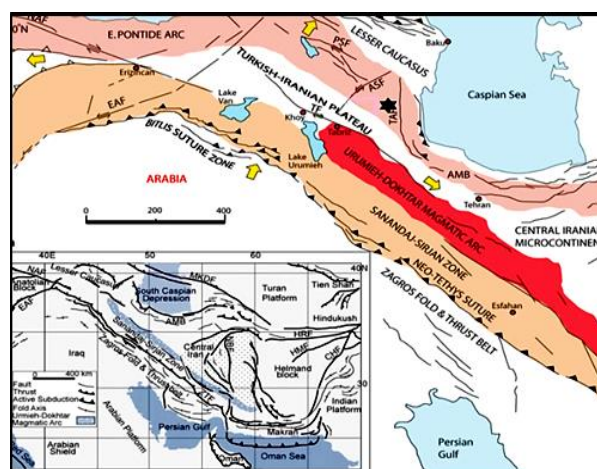
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۹۷۳۱۳۷، پست الکترونیکی: Rashid@modares.ac.ir

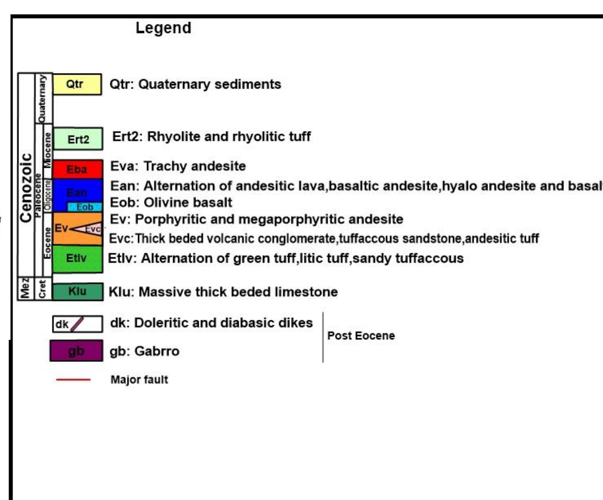
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

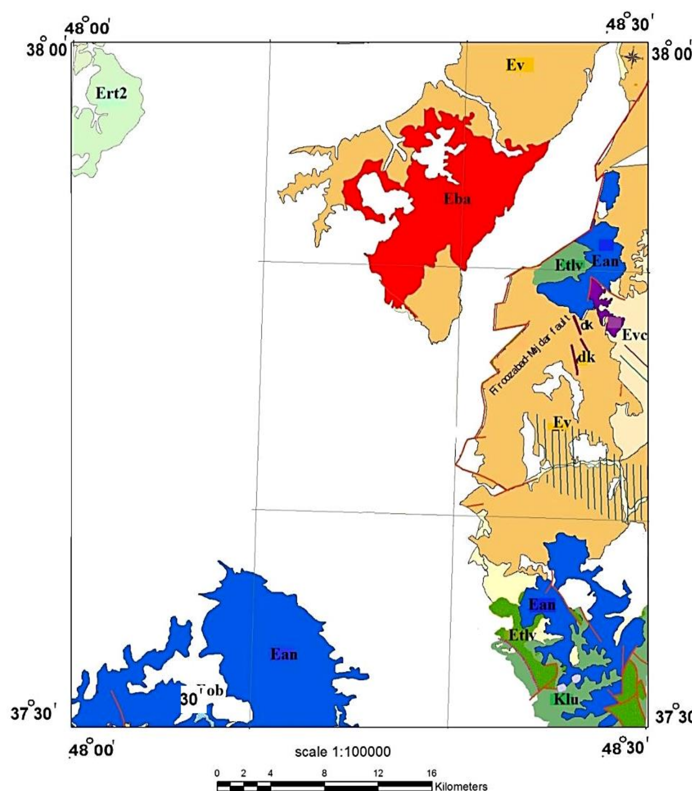
Pontides شرقی در غرب یافت می شوند. در شمال غرب ایران، دو حوضه اقیانوس نئوتتیس فعال بوده‌اند [۱۱-۱۴]. طی ژوراسیک-کرتاسه، فرآیند فرورانش همزمان با این حوضه‌ها باعث ایجاد دو قوس ماگمایی در شمال غرب ایران و قفقاز کوچک شد حوضه شمالی اقیانوس در زمان کرتاسه پسین-پالئوسن بسته شد و قطعه ارمنستان جنوبی و منطقه ارسباران با اوراسیا برخورد کردند [۱۵]. با این حال، حوضه جنوبی در پالئوژن بسته شد و برخورد شمال غرب ایران و صفحه‌های عربی رخ داد. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در منطقه ارسباران پس از رسوب‌گذاری نوع فلیشی با میان لایه‌های آتشفشانی نشانگر وجود آخرین قوس در این منطقه است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در جنوب اردبیل (شمال غرب ایران)، در پهنه ساختاری البرز-آذربایجان و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیوی قرار دارد [۱۶]. طیف ترکیبی سنگ‌های منطقه مورد بررسی شامل سنگ‌های دگرگونی با سن پرکامبرین، آهک‌های کرتاسه، کنگلومرای پالئوسن، بطور عمده سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن با ترکیب آندزیت، واحدهای اولیگومیوسن با ترکیبی از مواد آواری، آهک ریفی، مارن و سنگ‌های آتشفشانی، تشکیلات پلیوسن بیشتر دربردارنده کنگلومرا، مارن و گنبدهای آتشفشانی و پادگانه‌های آبرفتی و توده‌های نفوذی متشکل از گابرو و دایک‌های سینیتی به سن اولیگوسن است (شکل ۱).







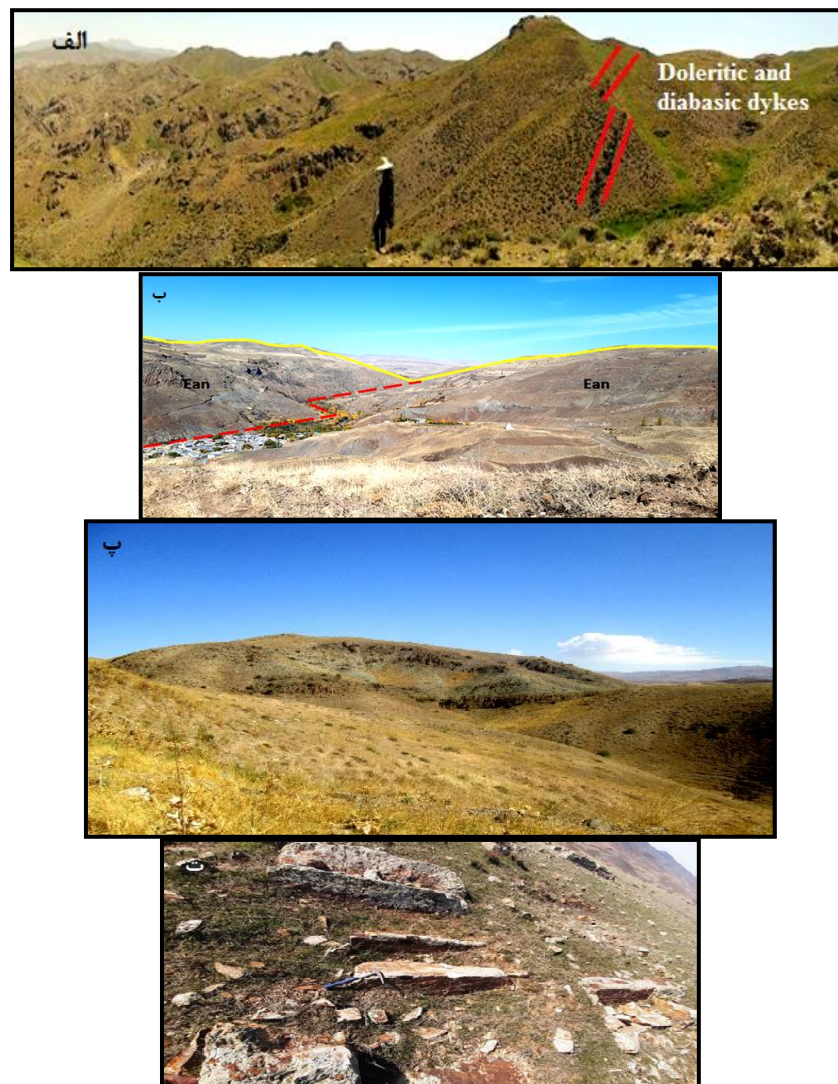
شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی درنقشه پهنه بندی ایران و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

رخنمون گسترده‌ای از آندزیت‌ها در شمال و شمال شرق منطقه وجود دارد. سنگ‌های این واحد شامل تراکی‌آندزیت هستند. اندازه پلاژیوکلازها گاه تا ۲-۳ سانتی‌متر می‌رسد. افزون بر آن، دایک‌های دلریتی و دیابازی این واحد را قطع کرده‌اند (شکل ۲ الف). گدازه‌های آندزیت-بازالتی ریختار خشنی داشته و بیشتر در بخش جنوب غربی و جنوب شرقی منطقه رخنمون دارند. سنگ‌های زیرین این واحد مشخص نیستند، ولی تراکی آندزیت‌ها روی آن و همچنین به صورت جانبی در کنار آن تشکیل شده‌اند (شکل ۲ ب). این واحد در بعضی مناطق بشدت خرد شده است و آثار کانه‌زایی مالاکیت و منگنز در آن دیده می‌شود. گدازه‌های آندزیت بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در بخش مرکزی و شمال منطقه رخنمون دارند.

از ویژگی‌های این سنگ‌ها رنگ تیره و گاهی حفره‌دار بودن آنهاست. گاهی این حفره‌ها با کانی‌هایی چون کلسیت پر شده و آثار خروج گازهای آتشفشانی بصورت حفره دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها، در بقیه مناطق، بصورت ریزدانه است. مرز پیشین آن آندزیت‌های ائوسن و مرز بالایی گدازه‌های داسیتی و توف های شیشه‌ای میوسن هستند (شکل ۲ پ).

آخرین تظاهرهای ائوسن در شمال غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیوی در منطقه کورائیم تراکی داسیت-ریولیت نام دارد. ریختار این واحد نرم و پوشیده از پوشش گیاهی است. بخش پیشین این واحد مشخص نیست، ولی بخش بالایی آن ناهمشیب با مارن و ماسه سنگ‌های اولیگوسن است (شکل ۲ ت).



شکل ۲ تصاویر صحرایی از واحدهای سنگی: منطقه الف) آندزیت‌های مگاپورفیری، تراکی آندزیت‌های ائوسن و دایک‌های دلریتی و دیابازی-(دید به جنوب شرق)، ب) گدازه‌های آندزیت و آندزیت بازالتی اولیگوسن پیشین، (دید به جنوب شرق)، پ) تراکی بازالت‌های میوسن، (دید به شمال)، و ت) تراکی داسیت-ریولیت‌ها، (دید به شمال).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

روش‌های بررسی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰کیوی [۱۶]، از همه واحدهای سنگی نمونه‌برداری شد. در مجموع، ۲۰۰ نمونه دستی جمع آوری شد و ۱۰۰ نمونه از آنها، بر اساس دگرسانی کم، تنوع، موقعیت در ستون سنگ‌چینه‌ای و توزیع جغرافیایی در توالی آتشفشانی برای تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی انتخاب شدند. پس از بررسی‌های دقیق میکروسکوپی، از بین نمونه‌های به نسبت سالم، تعداد ۲۹ نمونه انتخاب شد. اکسیدهای عناصر اصلی به روش همجوشی لیتیوم باطیف‌سنج نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی Agilent735(ICP OES) و عناصر فرعی و کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دستگاه Perkin 9000 BRCE در موسسه بررسی‌های معدنی زرآزما، تجزیه شدند. دقت تجزیه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی در حد ۰٫۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب و خاکی نادر ۱ppm است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

از بین۳۰ نمونه، ۷ نمونه به نسبت سالم و تا حد امکان بدون دگرسانی برای سن‌سنجی K-Ar به دانشگاه ملی مکزیک فرستاده شدند. مقدار K در نمونه های K-Ar با طیف‌سنجی فئورسانس پرتوی ایکس (XRF) در مقادیر ۵۰-۱۰۰ میلی گرم با استفاده از وایازش ویژه اندازه‌گیری شدند [۱۷]. اندازه‌گیری‌ها در خلأ ساکن با طیف‌سنج جرمی گاز نجیب MM1200B انجام شد و همه سنین با استفاده از ثابت‌های توصیه شده محاسبه شدند [۱۸]. سن‌های به دست آمده ائوسن پسین (۳۵٫۵ میلیون سال)، اولیگوسن پیشین (۳۲٫۸-۳۲٫۹ میلیون سال)، میوسن پیشین (۲۰ میلیون سال) و میوسن میانی (۱٫ ۱۳میلیون سال) هستند (جدول ۲).

جدول۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی (برحسب Wt%)، فرعی و کمیاب (بر حسب ppm) نمونه‌های منطقه

نمونه															
SiO_2	۵۲٫۱۷	۵۲٫۵۱	۵۲٫۸۳	۵۱٫۰۹	۵۶٫۷۲	۵۶٫۵۵	۵۷٫۱۳	۵۸٫۵۵	۵۶٫۰۲	۵۶٫۰۲	۵۶٫۴۸	۵۸٫۶۲	۵۶٫۷۲	۵۶٫۳۸	۵۸٫۶۶
TiO_2	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۲	۰٫۹۷	۱٫۱۱	۰٫۸۵	۱٫۱۳	۱٫۰۸	۱٫۲	۰٫۷۹	۰٫۷۲	۰٫۹۱	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۱٫۰۲
Al_2O_3	۵۳٫۱۵	۱۶٫۴۹	۱۵٫۶۸	۱۶٫۰۷	۱۸٫۴۲	۱۸٫۱۵	۱۶٫۱۷	۱۷٫۷۴	۱۸٫۷۲	۲۰٫۵۷	۲۱٫۳۲	۱۸٫۶۷	۱۷٫۶۴	۱۷٫۱۱	۱۸٫۰۸
Fe_2O_3	۹٫۸۳	۹٫۶۸	۱۰٫۵۸	۹٫۸۳	۸٫۴۱	۸٫۲۶	۸٫۷۸	۶٫۶۳	۷٫۹۸	۵٫۳۱	۵٫۷۳	۶٫۷۵	۶٫۴	۷٫۲۸	۵٫۲
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۰۷
MgO	۴٫۲۵	۴٫۲۱	۲۱٫۲۳	۴٫۱۵	۱٫۱۵	۳٫۱۷	۳٫۰۶	۱٫۱۲	۱٫۶۴	۱٫۲۸	۰٫۵۶	۱٫۲۴	۲٫۰۳	۱٫۷۵	۰٫۵۹
CaO	۸٫۱۹	۸٫۲۵	۷٫۲۱	۷٫۳۶	۴٫۶۱	۴٫۸۹	۴٫۹۶	۱٫۹	۵٫۶	۴٫۹	۴٫۸	۴٫۶۴	۲٫۴۸	۲٫۲۶	۲٫۲۹
Na_2O	۳٫۲۱	۲٫۴۳	۳٫۲۵	۲٫۴۸	۳٫۰۴	۴٫۱۱	۲٫۸۱	۳٫۷۴	۳٫۲۱	۴٫۰۱	۳٫۶۲	۳٫۴۴	۳٫۶۳	۳٫۲۱	۴٫۶۲
K_2O	۱٫۸۷	۱٫۹۶	۱٫۷۹	۱٫۸۴	۳	۱٫۸۲	۲٫۶۸	۵٫۳۸	۳٫۰۸	۵٫۵۳	۳٫۶۶	۴٫۱۲	۶٫۴۲	۷٫۱۱	۴٫۶۹
P_2O_5	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۳۹	۰٫۶۴	۰٫۳۹	۰٫۸۲	۰٫۵۵	۰٫۶۴	۰٫۵۵	۰٫۶۲	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۷
LOI	۲٫۴۳	۲٫۵۲	۲٫۴۸	۲٫۵۱	۲٫۹۱	۱٫۲۵	۲٫۱۱	۲٫۸۴	۱٫۶۴	۲٫۵	۲٫۰۲	۲٫۱۲	۲٫۷۴	۲٫۸۸	۳٫۸۹
مجموع	۹۶٫۴۸	۹۷	۹۶٫۹۳	۹۴٫۳۰	۹۷٫۰۹	۹۸٫۵۴	۹۷٫۹۶	۹۷٫۱۹	۹۷٫۱۸	۹۷٫۳۹	۹۹٫۸۸	۹۷٫۸۰	۹۷٫۲۶	۹۷٫۱۴	۹۶٫۱۲
نمونه	EV-K11	EV-J2	EV_G3	EV-J3	EAN-5	ALGD1	AND1	EAN-6-l	EAN-6-d	MSH-A	ERTK2	ERT3	ERT1	ERM3	*
SiO_2	۵۵٫۴۹	۵۷٫۷۹	۵۷٫۶۹	۵۸٫۰۵	۵۲٫۷۱	۵۰٫۷۶	۵۱٫۳۹	۵۵٫۰۷	۵۴٫۴۲	۷۲٫۴۲	۶۷٫۱۳	۷۰٫۳۹	۷۰٫۹۸	۶۸٫۵۱	*
TiO_2	۰٫۷۴	۱	۱٫۰۲	۰٫۹۹	۱٫۱۶	۰٫۹۲	۰٫۸	۱٫۲۴	۱٫۲۱	۰٫۵	۰٫۳۴	۰٫۵	۰٫۵۲	۰٫۵۴	*
Al_2O_3	۱۹٫۹۳	۱۷٫۳۲	۱۷٫۵۵	۱۷٫۵۸	۱۷٫۲۸	۱۳٫۶۲	۱۶٫۴۵	۱۶٫۸۷	۱۶٫۵۷	۱۳٫۸	۱۷٫۱۸	۱۶٫۱۵	۱۵٫۵۸	۱۶٫۶۳	*
Fe_2O_3	۵٫۵۳	۶٫۳۸	۶٫۶۶	۶٫۱۶	۱۰٫۲۱	۹٫۷۲	۶٫۹۷	۸٫۷۹	۹٫۸۳	۲٫۱۴	۲٫۵۹	۱٫۱۸	۱٫۲	۲٫۱۵	*
MnO	۰٫۱	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۱۶	۰	۰	۰	۰	۰	*
MgO	۲٫۱۳	۱٫۸۲	۱٫۴۲	۱٫۶۹	۴٫۱۶	۱۰٫۸۵	۳٫۲۲	۲٫۸۹	۳٫۲	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۱۴	*
CaO	۵٫۰۹	۲٫۵۱	۲٫۴۳	۲٫۴۴	۷٫۱۶	۵٫۹۶	۵٫۸۷	۶٫۱۳	۷٫۱۸	۰٫۲۳	۱٫۱۲	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۶	*
Na_2O	۳٫۸۵	۳٫۸۴	۵٫۰۲	۳٫۵۳	۲٫۳۷	۲٫۱۵	۲٫۹۲	۳٫۱	۲٫۷۶	۲٫۰۹	۴٫۶۶	۴٫۶۴	۴٫۴۳	۵٫۰۵	*
K_2O	۴٫۵۸	۵٫۶۹	۴٫۲۵	۶٫۱۷	۱٫۹۸	۲٫۲۶	۱٫۴۲	۲٫۳۷	۲٫۰۵	۵٫۶۳	۴٫۹۶	۵٫۴۴	۵٫۳۸	۵٫۰۸	*
P_2O_5	۰٫۵۳	۰٫۶۸	۰٫۷۶	۰٫۷	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۰۸	*
LOI	۱٫۸۵	۲٫۷	۲٫۸۸	۲٫۳۷	۲٫۴	۲٫۸۱	۲٫۱۳	۲٫۸۵	۲٫۲۳	۲٫۰۴	۱٫۲۲	۰٫۹۹	۱٫۰۸	۱٫۱۲	*
Total	۹۸٫۸۰	۹۷٫۳۱	۹۷٫۱۲	۹۷٫۶۱	۹۷٫۶۰	۹۶٫۷۹	۹۵٫۸۱	۹۷٫۱۴	۹۷٫۷۷	۹۷٫۹۶	۹۶٫۷۹	۹۹	۹۸٫۹۰	۹۸٫۲۷	*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

ادامه جدول ۱

نمونه	AF1	AF4	AF6	AFA	EBA1	EBA-G2	BN-1	BN-2	EBA-5	EV-GZ1	EV-2-I	EV-K6	EV-A3	EV-A4	EV-P2
Cr	۱۲۸	۱۲۵	۱۳۷	۱۲۹	۵۱	۱۱	۴۶	۶	۲۱	۱۹	۱۸	۲۲	۹	۱۰	۱۴
Ni	۳۲	۳۱	۳۰	۳۲	۱۷	۹	۲۳	۷	۱۴	۱۲	۷	۸	۹	۸	۴
Gd															
Cs															
Rb	۳۲	۴۶	۲۹	۳۹	۶۷	۳۱	۶۴	۹۱	۴۰	۲۳	۷۲	۸۱	۱۱۴	۱۷۵	۸۲
Ba	۵۳۳	۳۵۶	۳۸۰	۵۹۹	۵۸۹	۷۵۸	۵۷۹	۱۱۹۳	۷۵۷	۱۰۰۸	۹۱۶	۸۶۵	۱۱۴۲	۱۳۰۶	۱۱۸۰
Th	۱٫۸۶	۱٫۵۶	۰٫۹۳	۱٫۶۴	۲٫۳۱	۱٫۷۸	۲٫۸۹	۸٫۰۵	۱٫۷۶	۲٫۹۳	۵٫۴۹	۹	۸٫۳۶	۸٫۴۱	۸٫۷۳
U	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۹	۰٫۷	۱	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۵۰	۰٫۸۰	۱٫۵۰	۲٫۴۰	۳٫۱۰	۳٫۵۰	۳٫۳۰	۱٫۹۰
Nb	۱۲٫۴۰	۱۲٫۵۰	۱۲٫۹۰	۱۲٫۷۰	۷٫۹۰	۱۷٫۳۰	۶٫۳۰	۱۳٫۶۰	۳٫۹۰	۶٫۹۰	۷٫۴۰	۱۱٫۶	۱۰٫۲۰	۱۴٫۲۰	۱۲٫۴۱
Ta	۰٫۶۲	۰٫۵۵	۰٫۶۵	۰٫۶۲	۰٫۶۸	۰٫۸۸	۰٫۶۱	۱٫۰۸	۰٫۲۵	۰٫۳۵	۰٫۵۰	۰٫۶۸	۰٫۷۰	۱٫۱۸	۱٫۱۱
La	۱۴	۱۵	۱۵	۱۴	۲۲	۳۸	۲۲	۳۸	۲۴	۳۰	۳۴	۴۱	۴۰	۳۹	۳۷
Ce															
Pb	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۶	۱	۱	۱	۱	۶	۸	۱۰
Pr															
Sr	۳۹۰٫۵۰	۳۹۴٫۶۰	۳۹۱٫۷۰	۳۸۸٫۱	۵۰۱	۷۹۸٫۵۰	۵۱۸٫۵۰	۴۹۹٫۵۰	۶۷۹٫۹۰	۸۶۵٫۶۰	۷۰۴٫۸۰	۵۳۶٫۳۰	۴۲۴٫۵۰	۴۷۸٫۹۰	۴۳۳٫۲۰
Nd	۱۶٫۸	۱۶٫۷۰	۱۶٫۹۰	۱۶٫۸۰	۲۰٫۳۰	۳۱٫۸۰	۲۱٫۷۰	۲۹٫۸۰	۲۱٫۶۰	۲۱٫۶۰	۲۳٫۴۰	۲۹٫۵۰	۳۱٫۴۰	۳۲٫۵۰	۲۹٫۹۰
Zr	۷۶	۷۵	۷۴	۷۵	۱۲۰	۱۲۶	۱۲۰	۱۷۶	۱۰۴	۱۲۱	۱۵۶	۱۸۲	۱۸۳	۱۸۶	۱۷۵
Hf															
Sm	۲٫۵۳	۲٫۵۳	۲٫۹۵	۲٫۲۹	۳٫۶۴	۴٫۹۵	۳٫۷۵	۵٫۹۷	۴٫۲۷	۴٫۲۸	۴٫۰۸	۶٫۰۳	۶٫۵۰	۷٫۴۱	۶٫۴۷
Eu	۱٫۵۷	۱٫۵۲	۱٫۴۷	۱٫۴۷	۱٫۸۳	۲٫۴۸	۱٫۹۶	۳	۲٫۲۰	۲٫۵۸	۲٫۲۷	۲٫۷۸	۳٫۰۵	۳٫۱۱	۳٫۰۷
Ti	۵۶۱۹	۵۳۲۰	۵۲۴۸	۴۴۰۱	۶۳۵۷	۳۸۱۱	۶۲۶۸	۶۲۱۹	۶۵۶۱	۴۲۵۶	۳۷۲۵	۵۰۱۲	۵۷۱۹	۵۷۰۳	۴۸۴۱
Tb	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۶۲	۰٫۶۰	۰٫۶۷	۰٫۶۰	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۶۶	۰٫۷۲	۰٫۶۵	۰٫۶۷
Dy															
Er															
Tm															
Yb	۲	۲	۲	۲	۲٫۱۰	۱٫۴۰	۲٫۲۰	۲٫۱۰	۲٫۱۰	۱٫۷۰	۱٫۸۰	۲٫۵۰	۲٫۵۰	۲٫۵۰	۱٫۸۰
Y	۱۷٫۸	۱۷٫۷۰	۱۷٫۸۰	۱۷٫۹۰	۱۹٫۸۰	۱۱	۲۱٫۱۰	۲۲٫۷۰	۲۰٫۲۰	۱۸٫۱۰	۱۷٫۳	۲۴٫۶	۲۶٫۸	۲۵٫۷	۱۸٫۴
Lu															
نمونه	EV-K11	EV-J2	EV_G3	EV-J3	EAN-5	ALGD1	AND1	EAN-6-l	EAN-6-d	MSH-A	ERTK2	ERT3	ERT1	ERM3	*
Cr	۲۴	۷	۸	۷	۵۱	۴۳۲	۵۳	۵۵	۶۰	۱۰	۱۱	۱۱	۱۰	۱۲	*
Ni	۱۵	۷	۷	۶	۲۶	۲۶	۱۶	۱۸	۱۷	۲	۲	۳	۲	۳	*
Gd															
Cs															
Rb	۸۲	۷۵	۹۹	۱۰۳	۳۱	۶۵	۵۱	۲۷	۳۵	۱۹۷	۱۲۶	۱۲۰	۱۲۹	۱۱۲	*
Ba	۸۷۸	۱۱۶۸	۱۱۷۰	۱۱۸۶	۴۴۰	۴۱۶	۵۹۱	۹۷۱	۴۴۴	۴۱۲	۷۴۹	۶۸۳	۵۲۲	۶۲۳	*
Th	۴٫۷۳	۷٫۸۴	۹٫۱۱	۸٫۳۹	۱	۱٫۵۶	۳٫۳۸	۱٫۴۲	۱٫۸۵	۵۴٫۲۹	۲۶٫۴	۲۳٫۴۸	۳۹٫۷۵	۳۰٫۹۹	*
U	۲	۲٫۸۰	۲٫۹۰	۲٫۵۰	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۱٫۹۰	۱	۱	۶٫۹۰	۵٫۲۰	۳٫۹۰	۶٫۴۰	۶	*
Nb	۵٫۳۰	۱۱٫۱۰	۱۲٫۶۰	۹٫۸۰	۵	۴٫۶۰	۵٫۱۰	۴٫۴۰	۵٫۱۲	۲۱	۲۲٫۵۰	۲۰٫۸۰	۲۲٫۴۰	۲۰٫۳۰	*
Ta	۱٫۵۶	۱٫۰۶	۱٫۳۹	۰٫۸۲	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۶۳	۰٫۵۰	۰٫۶۱	۲٫۱۰	۱٫۸۹	۱٫۵۳	۲٫۵۱	۰٫۸۴	*
La	۲۹	۳۸	۴۱	۳۹	۱۶	۱۸	۲۴	۱۹	۱۹	۸۱	۷۵	۷۲	۵۳	۸۲	*
Ce															*
Pb	۲	۸	۱۰	۸	۱	۳	۱	۱	۱	۷۱	۹	۲۱	۱	۱۳۴	*
Pr															*
Sr	۶۵۶٫۱۰	۴۱۰٫۱۰	۴۹۲٫۶۰	۴۹۴٫۶۰	۴۶۶٫۱۰	۴۶۹٫۸۰	۶۵۰٫۷۰	۴۳۹٫۳۰	۴۰۷٫۷۰	۲۱۹٫۵۰	۳۰۲٫۶۰	۱۹۰	۲۵۴٫۱۰	۲۴۶٫۱۰	*
Nd	۲۱٫۴۰	۲۹٫۵۰	۳۳٫۲۰	۳۰٫۲۰	۱۷٫۲۰	۱۸	۱۸٫۹۰	۴۰٫۱۸	۱۸٫۴۰	۳۶٫۷۰	۳۶٫۳۰	۳۰٫۴۰	۲۸٫۵۰	۳۰٫۳۸	*
Zr	۱۲۱	۱۸۲	۱۸۱	۱۷۶	۸۶	۷۱	۹۶	۱۰۶	۱۰۴	۶	۶۲	۶	۷	۸	*
Hf															*
Sm	۴٫۲۵	۶٫۵۱	۷٫۰۱	۶٫۲۵	۲٫۹۴	۲٫۴۰	۳٫۳۳	۴	۲٫۸۲	۴٫۳۹	۵٫۲۴	۳٫۶۵	۳	۵٫۰۱	*
Eu	۲٫۴۵	۲٫۹۱	۳٫۰۶	۳٫۰۸	۱٫۶۶	۱٫۵۱	۱٫۸۵	۲٫۵۷	۱٫۶۵	۱٫۱۱	۲٫۱۹	۱٫۸۲	۱٫۳۱	۲٫۱۹	*
Ti	۳۳۷۷	۵۷۵۳	۵۷۷۱	۵۵۹۹	۶۱۷۹	۵۰۰۶	۴۳۸۲	۶۶۷۱	۶۵۱۴	۱۶۳۲	۱۸۷۴	۲۳۳۷	۱۹۶۶	۲۷۶۸	*
Tb															*
Dy															*
Er															*
Tm															*
Yb	۱٫۷۰	۲٫۳۰	۲٫۷۰	۲٫۲۰	۲٫۱۰	۱٫۶۰	۱٫۶۰	۲٫۲۰	۲٫۲۰	۱٫۳۰	۱٫۶۰	۰٫۰۷	۰٫۰۹	۱٫۷۰	*
Y	۱۷٫۴۰	۲۳٫۹۰	۲۷٫۵۰	۲۳٫۵۰	۱۸٫۸۰	۱۵٫۲۰	۱۵٫۴۰	۲۰٫۳۰	۲۰٫۹۰	۱۸٫۷۰	۲۰	۹	۱۱٫۷۰	۲۱٫۲۰	*
Lu															

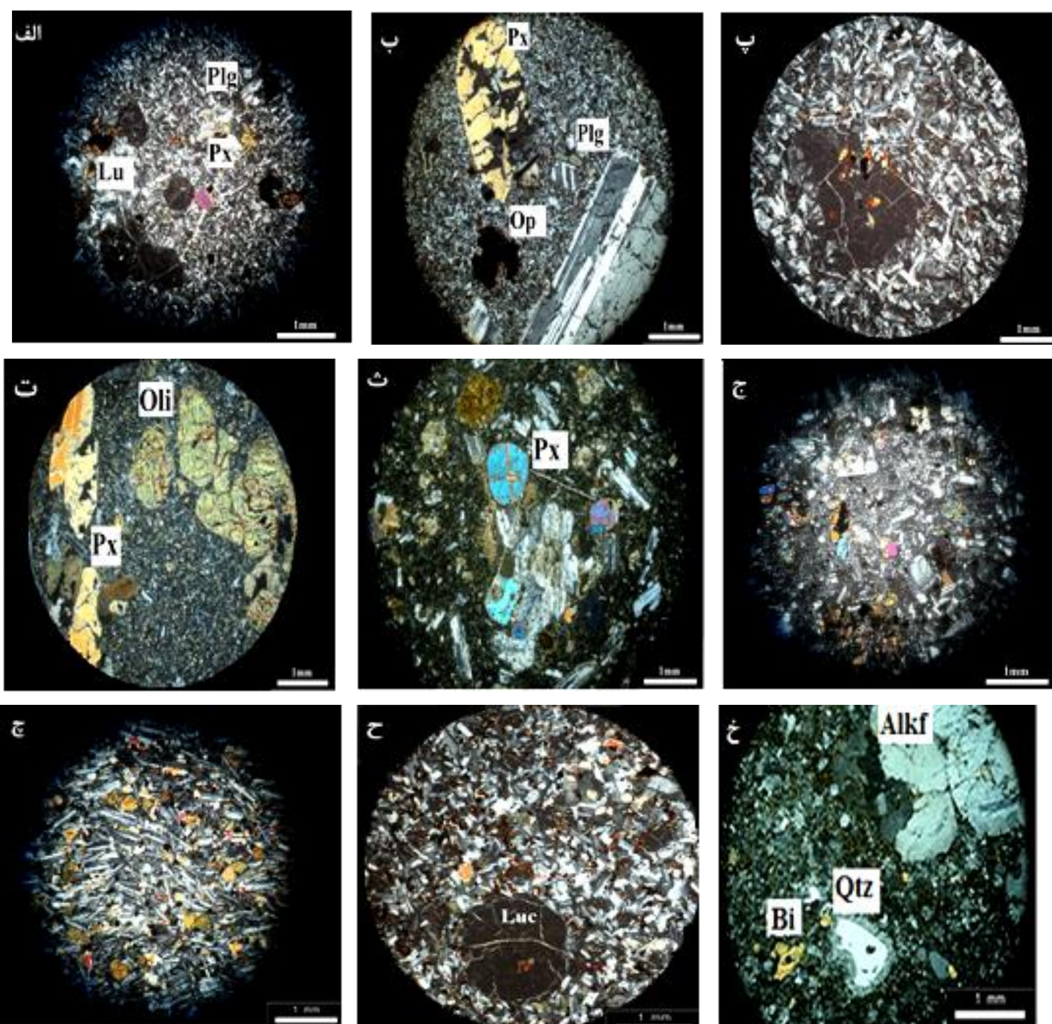
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

جدول۲ نتایج سن سنجی K-Ar نمونه‌های منطقه .

Lab N.	نمونه	کسر	%K	40Ar (moles/g)	%40Ar	سن(Ma)	± (1 s.d.)	سنگ شناسی
LGN-850	Algd1	WR	۲٫۴۴	1/401E-10	۸۰٫۵	۳۲٫۸	۱٫۰	بازالت
LGN-851	Af6	WR	۱٫۶۶	9/570E-11	۹۳٫۶	۳۲٫۹	۱٫۳	آندزیت –بازالت
LGN-852	Eba-gz	WR	۱٫۵۷	5/465E-11	۴۸٫۶	۲۰٫۰	۱٫۴	تراکی آندزیت بازالتی
LGN-853	EV-2-I	WR	۱٫۱۴	7/082E-11	۸۳٫۵	۳۵٫۵	۱٫۸	تراکی اندزیت
LGN-854	Ertk2	WR	۳٫۷۴	8/546E-11	۹۳٫۲	۱۳٫۱	۰٫۶	تراکی داسیت-ریولیت

سنگ‌نگاری

گروه تراکی آندزیت لوسیت‌دار: این گروه از سنگ‌ها دارای بافت ریزسنگی پورفیری و پورفیریک هستند. کانی‌های اصلی شامل کلینوپیروکسن+پلاژیوکلاز+ لوسیت (حدود ۱۲- ۱۰درصد)+ و کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیوم) هستند. ریزسنگ‌ها بیشتر پلاژیوکلاز هستند. در بیشتر نمونه‌ها، درشت بلورها اغلب سالم و به راحتی قابل تشخیص هستند. پلاژیوکلازها دارای ماکل کارلسباد هستند و گاهی حالت منطقه‌بندی دارند. درشت بلورها گاهی بصورت انباشتی با بافت گلومروپورفیری دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ الف پ).



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی واحدها: الف) تراکی آندزیت فوئیددار با بافت گلومروپورفیری، ب) تراکی آندزیت، پ) لوسیت با بافت پوئی خال خال، ت) اولیوین بازالت با اولیوین سرپانتینی شده، ث) بازالت با بافت ریزسنگی پورفیری، ج) آندزیت بازالتی، چ) سنگ تراکی بازالت با بافت ریزسنگی پورفیری، ح) تراکی آندزیت فوئیددار، خ) تراکی داسیت-ریولیت با با بافت پورفیری و بلور درشت فلدسپات قلیایی.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

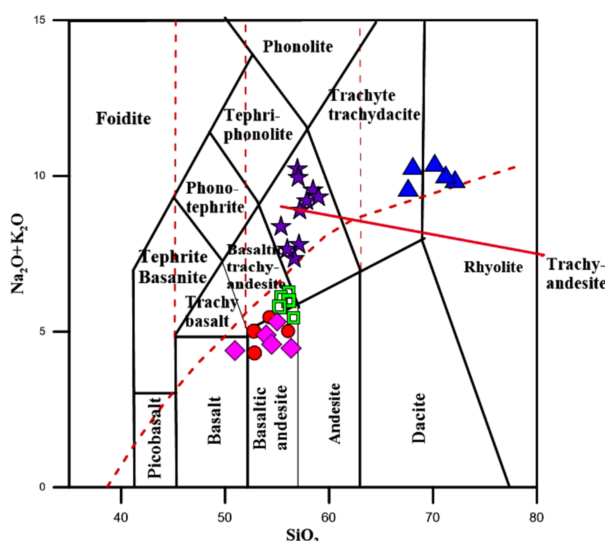
گروه بازالت- آندزیت‌های بازالتی نیمه قلیایی: در مجموعه آندزیت- بازالتی، شاهد سنگ‌های آندزیت بازالتی و بازالت هستیم. بافت آنها ریزسنگی پورفیری است. درشت بلورها کلینوپیروکسن+ پلاژیوکلاز ± اولیوین ± ارتوپیروکسن ± بیوتیت ± کانی کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیوم) و ریزسنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلسیت و اکسیدآهن هستند. اولیوین‌ها بیشتر ایدینگسیتی شده‌اند. گاهی پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی و اپیدوت تجزیه شده است و بافت غربالی نشان می‌دهد. پیروکسن‌ها اغلب سالم و گاهی دارای منطقه‌بندی هستند. پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها گاهی بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهند (شکل‌های ۳ ت تا ج).

آندزیت بازالتی- تراکی آندزیت‌های بازالتی نیمه قلیایی: بافت این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری است. کانی‌های تشکیل دهنده آنها کلینوپیروکسن + پلاژیوکلاز ± ارتوپیروکسن ± کلسیت + کانی کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیوم) هستند. درشت بلورهای اولیوین بندرت سالم هستند و اغلب ایدینگسیتی شده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و اغلب به سریسیت دگرسان شده‌اند، همچنین منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی در برخی پلاژیوکلازها دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها تقریبا سالم بوده و دارای منطقه‌بندی هستند. ریزسنگ‌ها شامل پلاژیوکلار، پیروکسن و کانی کدر هستند (شکل‌های ۳ چ-ح).

تراکی داسیت-ریولیت‌ها: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری در زمینه ریزبلورین هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل پلاژیوکلاز+ فلدسپارقلیایی (سانیدین) + کوارتز + بیوتیت ± زیرکن ± آمفیبول ± آپاتیت + کانی کدر (اکسیدهای آهن-تیتانیم) هستند (شکل۳ خ).

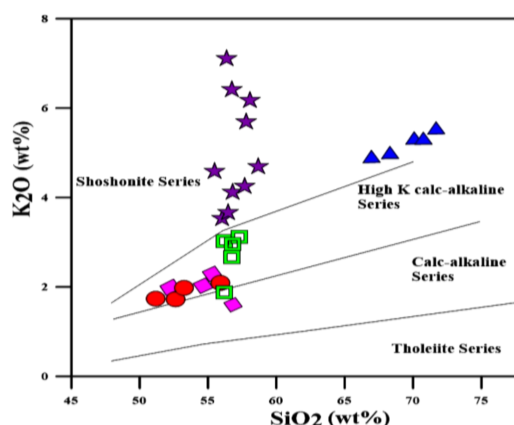
سنگ‌شناسی

در نمودار رده‌بندی شیمیایی SiO_2 نسبت بهNa_2O+K_2O، بازالت‌ها و آندزیت‌های بازالتی اولیگوسن پیشین و تراکی آندزیت‌های بازالتی و آندزیت‌های بازالتی میوسن منطقه در گستره نیمه قلیایی، تراکی آندزیت‌های ائوسن و تراکی داسیت-ریولیت‌های میوسن منطقه در گستره قلیایی قرار می‌گیرند [۱۹] (شکل۴). از آنجا که نوع سری ماگمایی سازنده سنگ‌ها می‌تواند به عنوان کلید اساسی در حل مسائل سنگ-زایی و بویژه موقعیت زمین پویایی منطقه مورد بررسی مفید باشد، از نمودار SiO_2 نسبت به K_2O استفاده شد. بر این اساس نمودار، بازالت و آندزیت‌های بازالتی اولیگوسن پیشین و آندزیت بازالتی-تراکی آندزیت‌های بازالتی میوسن از سری آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پرپتاسیم و تراکی آندزیت‌های ائوسن از سری شوشونیتی محسوب می‌شوند [۲۰] (شکل ۵).



شکل ۴ موقعیت نمونه‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی بر نمودار، Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۱۹].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]



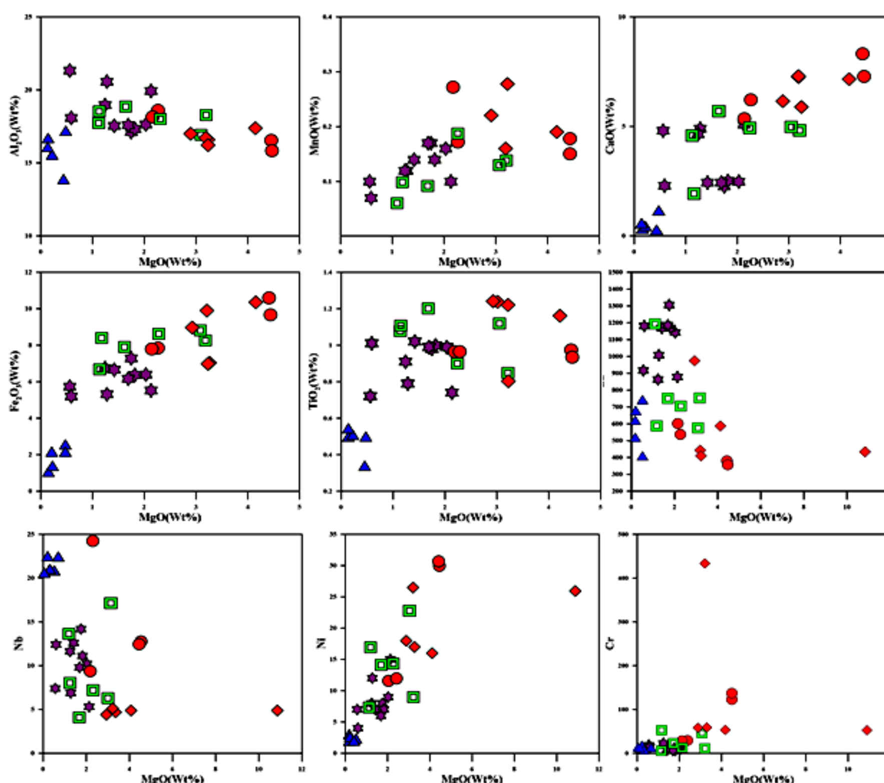
شکل ۵ نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۰].

گروه ائوسن (۳۵٫۵ میلیون سال)

تراکی آندزیت لوسیت‌دار ائوسن

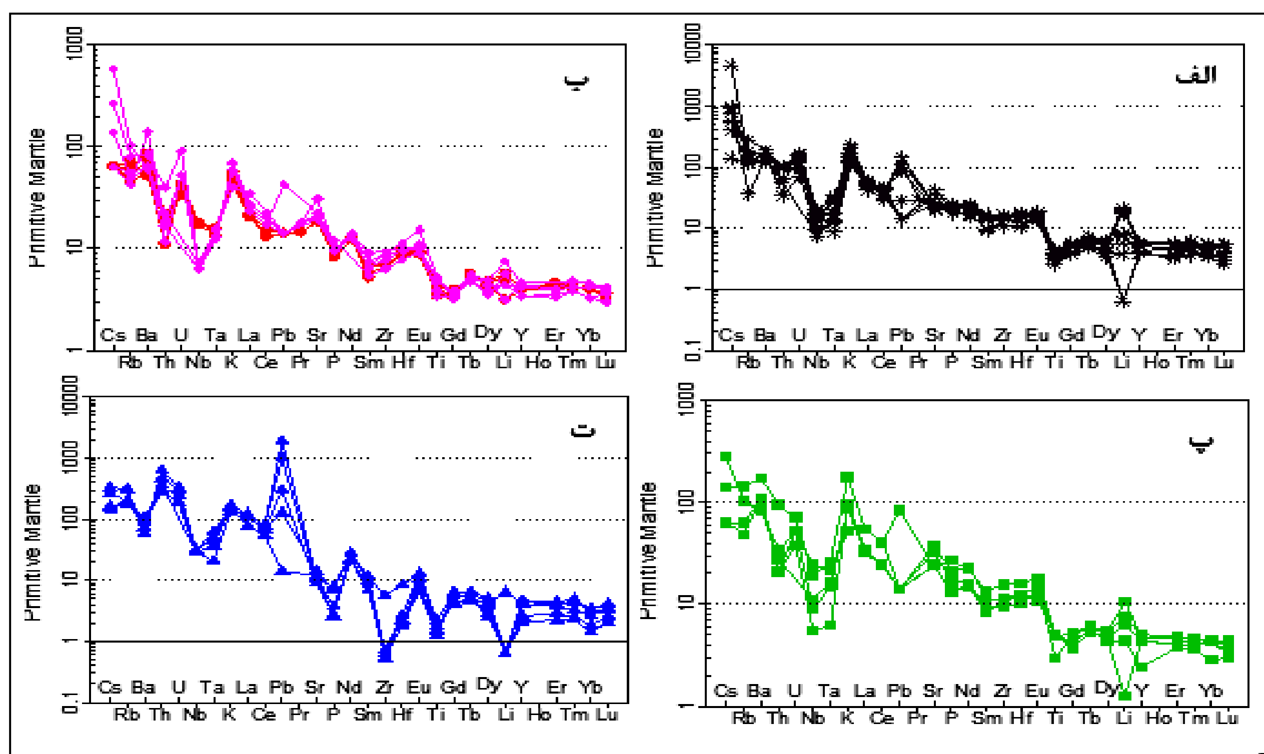
توالی آتشفشانی ائوسن از تراکی بازالت تشکیل شده است (شکل ۴). مقدار Al_2O_3 بالا (۱۷٫۱۱-۲۱٫۳۲ درصد وزنی) و مقدار MgO پایین (۲٫۱۳-۰٫۵۶ درصد وزنی) است. در اغلب نمونه‌های ائوسن نسبت K_2O/Na_2O بیش از یک است تراکی آندزیت‌های ائوسن براساس نمودار SiO_2 نسبت به K_2O در میدان شوشونیت قرار دارند (شکل ۵ ب).

در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به MgO، به طور کلی MnO, TiO_2, Fe_2O_3 با MgO همبستگی مثبت و CaO با Al_2O_3 همبستگی منفی دارند. با افزایش MgO، Ni افزایش، در حالیکه Nb کاهش می‌یابد [۲۱] (شکل ۶). الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده آنها ناهنجاری منفی Nb-Ti-Ta و نسبت عناصر سنگ دوست بزرگ یون به عناصر با شدن میدان بالا (LILE/HFSE) بالا را نشان می‌دهند. در میان عناصرخاکی‌نادر سبک (LREE) این گروه K,Ba و Th بالاترین مقدار را دارند. ناهنجاری مثبت Eu، K,Ba,Rb،Sr نیز در این نمونه‌ها دیده می‌شود [۲۲] (شکل ۷ الف).



شکل ۶ نمودارهای مقدار اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی [۲۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]



شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی واحدهای منطقه [۲۳]: برای الف) نمونه‌های آندزیتی ائوسن، ب) نمونه‌های آندزیت-بازالت اولیگوسن، پ) نمونه‌های تراکی آندزیتی میوسن و ت) نمونه‌های تراکی داسیت-ریولیتی.

گروه اولیگوسن پیشین (۹٫۸-۳۲٫۳۲ میلیون سال)

بازالت و آندزیت‌های بازالتی نیمه قلیایی اولیگوسن

توالی اولیگوسن پیشین شامل بازالت و آندزیت بازالتی است و در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۴). مقدار SiO_2 در این واحد از ۵۰٫۷۶ تا ۵۷٫۳۹ درصد وزنی متغیر است. در اغلب نمونه‌ها، مقدار K_2O کمتر از Na_2O، مقدار Al_2O_3 متوسط تا بالا (۱۸٫۱۳-۵۳٫۶ درصد وزنی) و مقدار MgO در گستره ۲٫۸۹-۱۰٫۸۵ درصد وزنی است. نمونه ها براساس نمودار SiO_2 نسبت به K_2O در میدان آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پرپتاسیم قرار دارند (شکل ۵ ب). تغییرات عناصر اصلی و فرعی نسبت به MgO در این سنگ‌ها روند کاهشی برای TiO_2, Al_2O_3, Nb, MnO و روند افزایشی برای CaO, Cr, Ni, Fe_2O_3 نشان می‌دهند [۲۱] (شکل ۶). بازالت‌ها نسبت به آندزیت و آندزیت بازالت‌ها Mg،Fe و Ca بیشتر و Al ، Kکمتری دارند. تنها یک نمونه بازالت نسبت به بقیه بازالت‌ها دارای Cr،Mg و Co بیشتر است. الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده این گروه نیز، دارای ناهنجاری منفی در Nb-Ti است و نسبت‌های بالایی از LILE/HFSE دارند و از LREEها غنی شدگی نشان می‌دهند [۲۲] (شکل ۷ ب).

گروه میوسن (۲۰ میلیون سال)

گدازه‌های به سن میوسن پیشین به ترتیب آندزیت بازالتی تراکی آندزیت بازالتی و تراکی داسیت- تراکی داسیت-ریولیت هستند (شکل ۴). براساس نمودار SiO_2 نسبت بهK_2O، واحدهای آتشفشانی تراکی آندزیت‌های بازالتی در میدان آهکی قلیایی پر پتاسیم قرار دارند و تراکی داسیت-ریولیت‌ها از سری شوشونیتی محسوب می‌شوند (شکل ۵).

آندزیت بازالتی-تراکی آندزیت بازالتی نیمه قلیایی میوسن

این گروه ۵۶٫۰۲-۵۸٫۵۵ درصد وزنی SiO_2 دارند و مقدار MgO از ۱٫۱۲ تا ۳٫۱۷ درصد وزنی متغیر است. آنها همچنین، روند کاهشی در Al_2O_3، CaO و TiO2 و روند افزایشی Fe_2O_3, MnO با افزایش MgO نشان می‌دهند و نسبت به تراکی آندزیت‌های ائوسن، Fe_2O_3 و TiO_2 بیشتری دارند [۲۱] (شکل ۶). الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده آنها از LREE

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

و LILE غنی هستند و نسبت LILE/HFSE بالا و مقدار عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREE) پایین دارند [۲۲] (شکل۷ پ).

تراکی داسیت-ریولیت (۱۳/۱ میلیون سال)

در نمودار رده بندی، دوتا از نمونه‌ها در گستره تراکی داسیت واقع هستند، ولی با توجه به بررسی های سنگ نگاری (فراوانی کوارتز و فلدسپار قلیایی) این گروه از سنگ‌ها را تراکی داسیت-ریولیت نامیدیم. این گروه با SiO_2 حدود ۶۷/۱۳-۷۲/۴۷ درصد وزنی مشخص می‌شوند. آنها سرشار از پتاسیم و دارای ۵/۶۱-۴/۹۱ درصد وزنی K_2O هستند. این گدازه‌ها از عناصر بسیار سازگار تهی، اما از عناصر ناسازگار (La,Nb,Th)، به نسبت تا به شدت غنی هستند. نسبت‌های Th/Yb و La/Yb و Nb/Yb، در این سنگ‌ها بالا هستند. در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده، تهی شدگی بیشتری از HREEها و غنی شدگی بیشتری از LILE دیده می‌شود. آنها فروافتادگی کم Ti، ناهنجاری منفی Zr,Ti,P,Nb,Ba و ناهنجاری منفی Eu بیشتر نسبت به سایر توالی‌ها نشان می‌دهند (شکل۷ ت). در مقایسه با گدازه‌های مافیک و حدواسط، آنها نسبت La/Sm بالاتر، مقدار HREE کمتر و LREE بالاتری دارند [۲۲]. مقدار $(La/Yb)_N$ این توالی آتشفشانی از ۳۳ تا ۷۳ متغیر است.

سنگزایی

توالی‌های آتشفشانی ائوسن، اولیگوسن و میوسن دارای مقدار کم کروم و نیکل (به ترتیب تا ۴۳۲ و ۲۶۲ ppm) نسبت به ماگماهای اولیه (به ترتیب ۷۱۰ و ۳۵۰ ppm) و مقدار MgO تا ۱۳ درصد وزنی هستند. بنابراین، بیشتر نمونه‌های آتشفشانی منطقه چنان که از مقدار MgO متغیر آنها (Wt% ۰/۵۶-۱۰/۸۵) مشخص است، طیف گسترده‌ای از ترکیب‌های کمتر تکامل یافته تا بسیار تکامل یافته را، نشان می‌دهند. گفتنی است که سه توالی آتشفشانی ائوسن، اولیگوسن و میوسن دارای الگوهای عناصر کمیاب و خاکی نادر تقریبا مشابهی هستند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه برای همه سنگ‌های هر سه توالی آتشفشانی، ناهنجاری منفی در Nb-Ti-Ta نشان می‌دهند. در سنگ‌های فلسی، غنی شدگی در K،Th،Rb، و تهی شدگی Y،Yb،Ti،Nb نسبت به گوشته اولیه مشخص است. فروافتادگی در Nb-Ti-Ta اغلب به عنوان ویژگی معمول مربوط به فرورانش در نظر گرفته می‌شود. غنی شدگی در عناصر ناسازگار به این معنی است که منبع مذابی که ماگماها از آن ناشی شده‌اند یک گوشته سنگ کره‌ای دگرنهاده، غنی از پتاسیم و عناصر ناسازگار است. در مناطق فرورانش، عناصر K، Rb، Th و La به مذاب در گوه گوشته‌ای منتقل می‌شوند، در حالیکه ناهنجاری منفی Nb-Ti-Ta می‌تواند در ارتباط با فازهای باقیمانده با ضریب توزیع بالا برای این عناصر (مانند روتیل) باشد [۲۳]. بنابراین غنی شدگی LILEها در نمونه‌های منطقه مورد بررسی، می‌تواند در ارتباط با بازالت‌های کمان آتشفشانی باشد و مقادیر بالای K,Th,Pb,U مربوط به آلودگی پوسته‌ای است. بنابراین، الگوی عناصر کمیاب و خاکی نادر ائوسن، اولیگوسن و توالی‌های آتشفشانی میوسن با الگوهای ماگماهای مناطق پس از برخورد همخوانی دارند [۲۴-۲۸].

داده‌های زمین شیمیایی، به ویژه نسبت‌های Ba/Nb،Th/Nb و (LILE/HFSE) بالا و نسبت‌های Nb/Y پایین، نشان می‌دهد که منبع گوشته‌ای در اثر رویداد فرورانش قدیمی که سیال‌های آبدار غنی از K و تهی از HFSE بودند دگرنهاده شده است. در توالی‌های آتشفشانی ائوسن-میوسن، فراوانی REEها در گدازه‌های مافیک تا حد واسط از هر دو سری قلیایی و آهکی قلیایی بسیار نزدیک به هم هستند همچنین از نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb که در تعیین آلودگی پوسته مفید است، استفاده شد [۲۹]. از آنجا که Th بیشتر از Ta و Yb از آلودگی پوسته متاثر می‌شود، سنگ‌های دارای آلودگی پوسته‌ای مقادیر بالای Th/Yb دارند [۳۰]. گدازه‌های ائوسن، اولیگوسن و میوسن روند نیمه موازی با آرایه گوشته نشان می‌دهند، اما تراکی آندزیت‌های ائوسن نسبت‌های Th/Yb بالاتری دارند که این ویژگی نشان دهنده یک منبع گوشته سنگ کره ای غنی شده با مولفه‌های فرورانش است (شکل ۸). از سوی دیگر، نمودار Th/Nb و Ta/Yb آثار تبلور جدایشی (FC) در بازالت‌ها و آندزیت بازالت‌ها و فرآیندهای هضم (AFC) در تراکی آندزیت‌های منطقه را نشان می‌دهند که به سمت آندزیت‌های ائوسن، نقش زیاد آلودگی پوسته کاملا مشخص است. در نتیجه، ویژگی‌های عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که ماگماهای تولید کننده توالی‌های آتشفشانی ائوسن،اولیگوسن و میوسن منطقه از درجه‌های مختلف ذوب

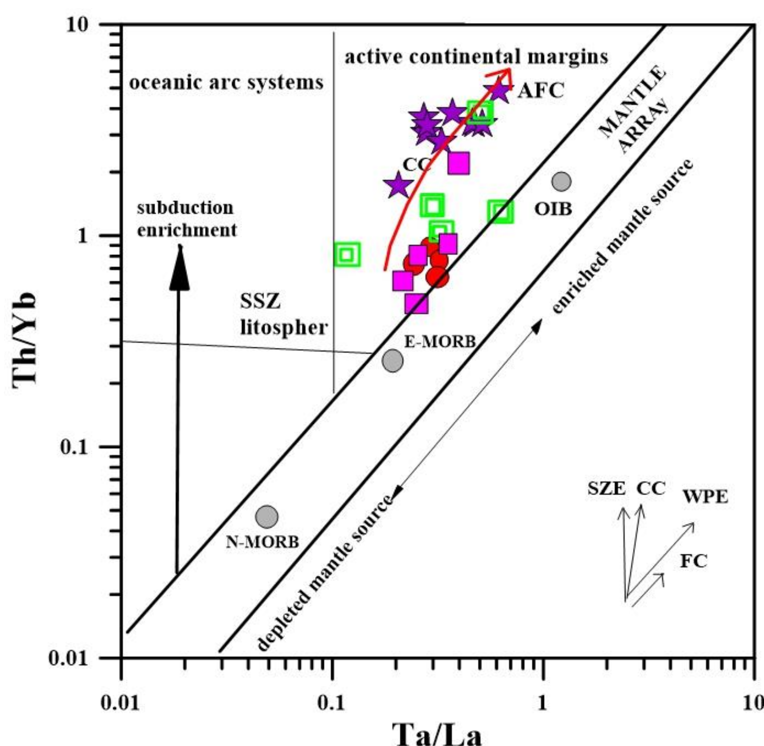
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

بخشی گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای با غنی‌شدگی شکل گرفته‌اند. تراکی داسیت-ریولیت‌ها نیز تقریباً ویژگی مشابهی را نشان می‌دهند. کاهش P،Ba،Sr و Ti به احتمال بسیار نشانگر جدایش پلاژیوکلاز، آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان است. بنابراین، براساس این شواهد و روابط Th/Nb و Ta/Yb، تغییرات ترکیبی ممکن است ناشی از FC باشد. افزون بر این، به نظر می‌رسد که AFC نقش مهمی را در این توالی‌های آتشفشانی ایفا کرده است و البته این امر با نتایج بررسی های ایزوتوپی به طور کامل مشخص می‌شود که موجود نیست.

دگرگونی‌های زمین پویایی

توالی آتشفشانی ائوسن (۳۳/۵۴-۷/۸ میلیون سال)، شامل تراکی آندزیت با ویژگی شوشونیتی است که در پهنه آذربایجان-البرز-سبزوار، به ویژه در کمربند آتشفشانی اهر-آذربایجان وجود دارند [۳۴-۳۱]. سنگ‌های آتشفشانی میوسن و جوانتر از آن در ایران به طور عمده در شمال، نزدیک مرز ترکیه وجود دارند [۳۵]. برای این گدازه‌ها ویژگی شوشونیتی و آهکی قلیایی پرپتاسیم، تهی شدگی از عناصر سازگار و غنی شدگی از Ba، Th، La دیده می‌شود. فعالیت ماگمایی میوسن-کواترنری دو فاز دارد که فاز اولیه شامل گدازه‌های آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت به سن میوسن پسین-پلیوسن پیشین و ترکیب آهکی قلیایی پرپتاسیم و فاز دوم شامل جریان تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، آندزیت بازالتی، تراکی-آندزیت، تراکیت و ریولیت به سن پلیوسن پسین-کواترنری با ترکیب شوشونیتی پرپتاسیم هستند. همه این مجموعه‌ها (از ائوسن تا کواترنری) از Ba،La،Th و Rb غنی و از Y،Yb و Ti تهی هستند. غنی شدگی از عنصر ناسازگار K یک منبع گوشته دگرنهاده را نشان می‌دهد، در حالیکه، تهی‌شدگی از Nb-Ti-Ta مربوط به فرورانش است.

صعود آستنوسفر و مذاب‌های مرتبط شرایط حرارتی مورد نیاز را برای ذوب پوسته پایین‌تر و افزودن مداوم مذاب‌های مشتق شده از گوشته را به پوسته فراهم کردند و باعث تشکیل ریولیت منطقه در میوسن میانی شد.

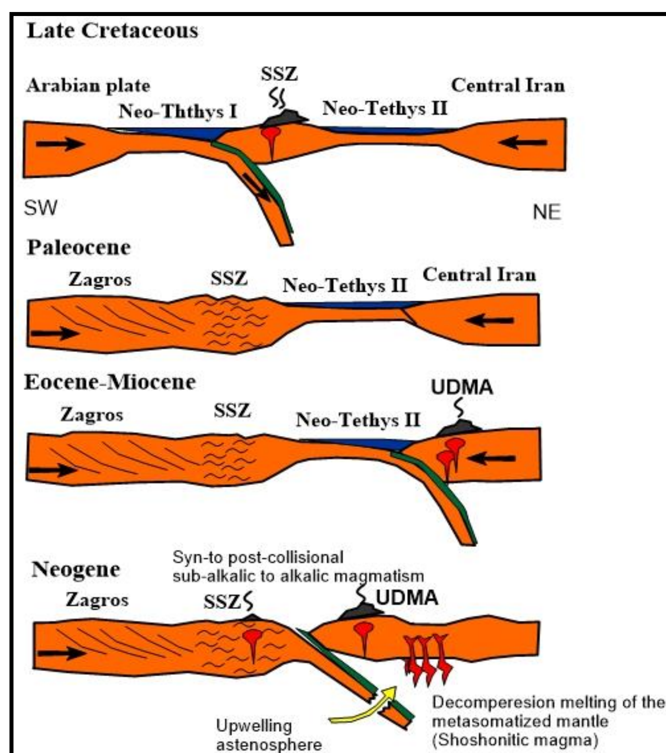


شکل ۸ نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb برای گدازه‌های مافیک تا حد واسط توالی‌های آتشفشانی منطقه [۳۰].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

گدازه‌های فوران یافته در پایان فعالیت‌های آتشفشانی سبلان و سهند در شمال غربی ایران، ویژگی‌های زمین شیمیایی شبیه با قفقاز (آذربایجان) دارند [۳۶-۳۸]. مقایسه نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با گوشته و کندریت این نمونه‌ها نشان می‌دهد که خاستگاه همه این قلمروهای آتشفشانی شبیه هستند. همه این مناطق از LREE و LILE و عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) غنی و از HREE تهی هستند. در مجموع براساس همه این شواهد، ماگماهای سنوزوئیک در این نواحی از نوع پسا برخورد بوده و از ذوب یک منبع گوشته‌ای دگرنهاده و فرورانش سنگ کره قاره‌ای به درون گوشته ناشی شده‌اند [۳۹، ۴۰].

فرورانش اقیانوس نئوتتیس در یک سطح فرورانش پرشیب، در بخش شمال غربی ایران و در منطقه آذربایجان وجود داشته است [۴۱-۴۳]. شیب این فرورانش در بخش شمال غربی ایران، به دلیل پایین بودن سرعت فرورانش، زیاد و در بخش جنوب شرقی به دلیل بالا بودن سرعت کم بوده است [۴۴]. واحدهای آتشفشانی و آذرین نفوذی سنوزوئیک از سنگ‌های آذرین بعد از برخورد عربستان و اوراسیا پس از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در اواخر الیگوسن- میوس هستند. همه توالی‌ها، الگوی عناصر خاکی نادر و کمیاب مشابه دارند. آنها تهی شدگی در Yb، Ti و Y نسبت به گوشته و غنی شدگی در La,Th,Ba، Rbدارند که نشانگر فرورانش سنگ کره به درون گوشته دگرنهاده است. توالی‌های آتشفشانی میوسن تا پلیو-کواترنری مناطق ترکیه-ایران، آذربایجان، دریای خزر و کمربند آتشفشانی ایران مرکزی از مراکز فورانی شکافی و آتشفشانی چینه ای و به طور عمده در راستای SE-NW ناشی شده‌اند. نسبت‌های بالای La/Nb و غنی شدگی LREE ها اشاره به اثر پهنه فرورانش در منبع مذاب گوشته‌ای آنها دارد. این اثر فرورانش در واحدهای آتشفشانی پلیو-کواترنری نیز ادامه داشت و اشاره به وجود مقداری سنگ کره در گوشته زیر فلات ترکیه- ایران دارد. ذوب بخشی توسط بالاآمدگی سست کره، در منطقه پشت کمربند کوهزایی پهنه برخوردی عربستان-اوراسیا، باعث غنی‌شدگی شدید ماگماهای جوانتر از قلیایی‌ها شده که این امر باعث لایه لایه شدن (Delamination) سنگ کره درون گوشته گردیده است (شکل ۹).



شکل ۹ مدل زمین‌پویایی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۴۵] با اصلاح.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

برداشت

- طبق تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵)، منطقه‌ی موردمطالعه جزو زون البرز-آذربایجان قرار می‌باشد.

- بر اساس مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه به چهار گروه تقسیم میشوند که شامل بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت لوسیت‌دار، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی داسیت-ریولیت می‌باشد.

- درشت بلورهای اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلازهای خودشکلی تشکیل می‌دهند که زونینگ و ماکل پلی سنتتیک از ویژگی‌های شایع آنها است.

- در پلاژیوکلازها ساخت منطقه‌ای مشاهده می‌شود که این دیده بیانگر افت سریع فشار و تغییرات ترمودینامیکی محیط تبلور و تاثیر پدیده اختلاط و هضم می‌باشد.

- سن‌های به‌دست آمده به روش K-Ar ازسنگ کل و پلاژیوکلاز نمونه‌های منطقه مورد مطالعه سه فاز ماگمایی را نشان می‌دهند: ائوسن به سن ۳۵/۵ میلیون سال، اولیگوسن پیشین ۳۲/۹-۳۲/۸ میلیون سال، میوسن پیشین۲۰ میلیون سال و میوسن میانی ۱۳ میلیون سال.

- گدازهای ائوسن دارای ترکیب تراکی آندزیت، گدازه های اولیگوسن ترکیب بازالت تا آندزیت بازالتی، گدازه های میوسن زیرین تراکی آندزیت بازالتی وگدازه‌های میوسن میانی ترکیب تراکی داسیت-ریولیت هستند.

- سنگ‌های مورد مطالعه جزو سری ماگمایی کالکوالکالن پرپتاسیم و شوشونیت هستند.

- مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های مافیک تا اسیدی را (43.75-50.81)wt% نشان می‌دهد.

- هماهنگی الگوهای توزیع REE و عناصر ناسازگار بین نمونه‌ها بیانگر ارتباط زایشی این سنگ‌ها با یکدیگر است همچنین وجود چنین الگوهایی از ویژگی‌های بارز ماگماهای کالک آلکالن قوس‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است که پدیده‌ی فرورانش در تشکیل آنها نقش مهمی داشته است.

- ناهنجاری منفی Nb شاخص ماگماتیسم مربوط به زون فرورانش است و میزان تهی شدگی یا غنی شدگی آن در ارتباط با میزان تاثیر پوسته در تحولات ماگمایی است.

- بالا بودن نسبت HREE نسبت به LREE می‌تواند نشان دهنده بالا بودن نسبت CO_2/H_2O باشد که این نشان دهنده‌ی عمق زیاد تولید ماگما است.

- پایین بودن مقدار MgO، Ni و Cr در نمونه‌های منطقه نشان دهنده ترکیبات تفریق یافته است که متفاوت از ترکیب گوشته اولیه است. تفاوت در مقدار عناصر برای نمونه‌ها، نشان دهنده هتروژن بودن گوشته و یا تفاوت در درجه ذوب بخشی است.

- پدیده تفریق، آلایش ماگمایی در تشکیل تنوعات سنگ‌های مورد مطالعه نقش اساسی ایفا نموده است.

- برخورد صفحه عربی به اوراسیا و به دنبال آن شکستن صفحه فرورونده (Slab break off) در ائوسن و ورقه ورقه شدن (Delamination) در میوسن باعث تشکیل ماگمایی با پتاسیم بالا و ماهیت شوشونیتی منجر شده است. صعود آستنوسفر و مذاب‌های مرتبط شرایط حرارتی مورد نیاز را برای ذوب پوسته پایین‌تر و افزودن مداوم مذاب‌های مشتق شده از گوشته را به پوسته فراهم کردند و باعث تشکیل تراکی داسیت-ریولیت منطقه در میوسن میانی شد.

قدردانی

خداوند بزرگ را سپاس که به من توفیق داد گامی هر چند کوچک در راه تعالی علم و دانش بردارم. در این راه عزیزانی یاریگر و همراه من بودند که بر خود لازم می دانم از آنها تشکر و قدردانی نمایم. از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر نعمت اله رشیدنژاد عمران که با صبر و شکیبایی در تمام مراحل انجام این رساله، هدایت کننده و راهنمای من بودند کمال سپاس و تشکر را دارم. همچنین از جناب آقای دکتر محمدرضا قربانی که از مشاوره ارزشمند ایشان بهره‌مند شدم نهایت سپاسگزاری را دارم. همچنین از آقای دکتر شهروز بابازاده، آقای دکتر محمد نجاری، آقای مهندس بهروز فهیمی که در طی مراحل انجام این رساله از مصاحبت و یاری آنان بهره‌بردم، کمال تشکر را دارم. زحمات جناب آقای مهندس حسینی مسئول تهیه تیغه‌های نازک و آقای یوسفی مسئول آزمایشگاه نیز درخور قدردانی است. از پرسنل محترم اداره نقلیه دانشگاه که در تردد به منطقه

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

محدوده مورد بررسی نهایت همکاری را داشتند نیز سپاسگزاری می‌کنم.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations"*, Tectonophysics., 229 (1994) 211-238.

[2] Alavi M., *"Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution".,* American Journal of Science., 304 (2004) 304, 1-20.

[3] Şengör A. M. C., Özeren S., Zor E., Genç T., *"East Anatolian high plateau as a mantlesupported, N-S shortened domal structure"*, Geophysical Research Letters ., 30 (2003) 80451-80454.

[4] Castro A., Aghazadeh M., Badrzadeh Z., Chichorro M., *"Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source"*, Lithos., 180–181 (2013) 109–127.

[5] Aghazadeh M., Castro A., Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Moinevaziri H., Badrzadeh Z., *"The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences., 38 (2010) 199–219.

[6] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran"*, Geological Magazine., 148 (2011) 980–1008.

[7] Bllato P., Uba C. E., Landgraf A., Strecker M. R., Stockli D. F., Freierich A., Tabatabaei S. H., *"Arabia-Eurasiz continental collision: Insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran Geological"*, Society of America Bulletin., 123 (2011) 106-131.

[8] Golonka J., *"Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic",* Tectonophysics., 381 (2004) 235–273.

[9] Shahbazi H., Salami S., Siebel W., *"Genetic classification of magmatic rocks from the Alvand plutonic complex, Hamedan, western Iran, based on zircon crystal morphology"*, Chem. Erde, DOI: 10.1016/j.chemer., (2013).

[10] Didon J., Germain Y.M., *"Le Sabalan, Volcan Plio-Quaternaire de l Azerbaidjan oriental (Iran)"*, Etude geologiqueet petrographique de le difice et de son environmentregional [Ph.D. thesis]., Docteur du 3 eme cycle, Universit´e de Grenoble, France., (1976).

[11] Allen M.B., Armstrong H.A., *" Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling"*, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 265(2008)52-58.

[12] Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Cotten, J., *"Petrological and geochemical study of the Late Cretaceous ophiolite of Khoy (northwestern Iran) and related geological formations"*, Journal of Asian Earth Sciences., 27 (2006) 465–502.

[13] Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., CorciniM., BilloS., Verati C., Melkonyan R., *"Geology, geochemistry and 40Ar/39Ar dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus,Armenia): evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the South Armenia block and Eurasia"*, Journal of Asian Earth Sciences., 34 (2009) 135–153.

[14] Rolland Y., Galoyan G., Bosch D., Sosson M., Corsini M., Fornari M., Verati, C. , *"Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series In the Armenian ophiolites-implications for the obduction process"*, Lithos., 112 (2009) 163–187.

[15] Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia Sh., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan Gh., Mosar J., *"Subductions, obduction and collision in the Lesser aucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights"*, Geological Society of London., 340 (2010) 329-352.

[16] Hajalilou B., RezaieH., *"Geological Map of Kivi (Scale 1:100,000). Tehran"*, Geological Survey of Iran., (1996).

[17] Solé J., Enrique P., *"X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating"*, Analytica Chimica Acta, 440(2001)199-205.

[18] Steiger R. H., Jäeger E., *"Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology"*, Earth and Planetary Science Letters., 36(1977) 359–362.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]

regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling", Journal of Petrology., 45 (2004) 555–607.

[29] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S., ed., Andesites"*, New York, NY: Wiley., (1982) 525–548.

[30] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach: Boston, MA Unwin Hyman",* ISBN: 0045520259., (1989) 496 pp.

[31] Lotfi M., *"Geology and petrology of Mianeh, Azerbaijan area"*, Tehran University, Tehran, Iran (1975).

[32] Lescuyer J.L., Riou R., *"Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan): contribution à l'étude du volcanisme tertiaire de l'Iran"*, PhD diss., Université Scientifique et Médicale de Grenoble., (1976).

[33] Haghipour A., Aghanabati A., *"Geological map of Iran (scale 1:2,500,000)"*, Ministry of Mines and Metals. ,Tehran., Geological Survey of Iran., (1985).

[34] Aftabi A., Atapour H., *"Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran"*, 23(2000) 119-125.

[35] Emami M.H., Sadeghi M.M.M., Omrani S.J., *"Magmatic map of Iran. Ministry of Mines and Metals"*, Tehran., Geological Survey of Iran., (1993).

[36] Didon J.,Gemain Y.M., *"Le Sabalan, volcan plio-quaternaire de l'Azerbaidjan oriental (Iran): étude géologique et pétrographique de l'édifice et de son environnement régional"* PhD diss., Universite Scientifique et Médicale de Grenoble (1976).

[37] Atapour H., *"Petrology and geochemistry of shoshonitic association of Goud-e-Biabani Bardsir area., Kerman province. Kerman"*, Shahid Bahonar University of Kerman., (1994).

[38] Dilek Y., Altunkaynak S., *" Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in an orogenic belt"*, in Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., and Govers, R., eds., Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia Subduction Zone., Geological Society of London Special Publication., 311(2009) 213–233.

[19] Le Bas MJ, Le Maitre RW, *"Streckeisen A and Zanettin B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram",* Journal of Petrology 27, 445–50.

[20] Peccrillo A., Taylor S.A., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey"*, Contribution to Mineralogy and Petrology., 58 (1976) 63-81.

[21] Harker A., *"The Natural History of Igneous Rocks"*, Methuen and Co., London., (1909) 384 pp.

[22] Sun S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes"*, Geological Society London, 42 (1989 313–345.

[23] Xiong x.L., Adam T.J., Green T.H., *"Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis",* Chemical Geology, 218 (2005) 339–359.

[24] Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Calsteren P.V., Deng W., *"Post collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of Ocean Island Basalts"*, Journal of Petrology., 37 (1996) 45–71.

[25] Nemcok M., Pospisil L., Lexa J., Donelick R.A., *"Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region".,* Tectonophysics., 295 (1998) 307–340.

[26] Maury R.C., Fourcade S., Coulon C., azzouzi M.E., Bellon H., Coutelle A., Ouabadi A., Semroud B., Megartsi M., Cotton J., Belanteur O., Louni-Haccini A., Pique A., Capdevila R., Hernandez J., Re´hault J.P., *"Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: A consequence of slab breakoff"*, Earth and Planetary Sciences., 331(2000) 159–173.

[27] Pe-Piper G., Piper D.J.W., *"Late Cenozoic, post-collisional Aegean igneous rocks: Nd,Pb, and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models"*, Geological Magazine., 138 (2001) 653–668.

[28] Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A., Kelley S.P., Harris N.B.W., *"Nature of the source*

[39] Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., GüneY., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S,. Mitchell J.G., *“Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey”*, Journal of Volcanology and Geothermal Research., 44 (1990) 189–229.

[40] Yilmaz Y., Gu¨ner Y., Saroglu F., *“Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia”*, Journal of Volcanology and Geothermal Research., 85 (1998) 173–210.

[41] Berberian M., King G.C.P., *”Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of earth sciences”*, 18(1981) 210-265.

[42] Stalder P., *“Magmatismes tertiaire et subrécent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran)”*, PhD diss., Diss. Naturwiss, ETH Zürich, Nr. 4405 (1971).

[43] Alavi M., *“Tectonostratiographic synthesis and structural style of the Alborz Mountion system in norrhern Iran”*, Geodynamic 21(1996) 1-33.

[44] Moayyed Mohsen., *“Petrological investigation of the Wstern Alborz-Azarbaijan Tertiary volcanic-plutonic belt with special view On Hashjin area”*, PhD thesis, Shahid Beheshti University., Tehran., (1380).

[45] Fadaeyan Mohammad, *“Petrology, geochemistry and geodynamic of Dyke Swarms in the northest of Meshkin shahr, NW of Iran”*, PhD thesis, Tabriz University., Tabriz., (1394).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.29]